

Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie

Nestor Oszczytko*

The Miocene development of the Polish Carpathian Foredeep. Prz. Geol., 49: 717–723.

Summary. The early to middle Miocene Carpathian Foredeep in Poland developed as a peripheral foreland basin related to the moving Carpathian front. An important driving force of tectonic subsidence in the Polish Carpathian Foredeep was an emplacement of nappe load related to a subduction roll-back. During that time a loading effect brought about by thickening of the Carpathian wedge on a foreland plate increased and was followed by a progressive acceleration of total subsidence. The Miocene convergence of the Carpathian wedge resulted in migration of depocenters and onlap of successively younger deposits onto the foreland plate. The foreland basin was supplied with clastics derived both from the Carpathian orogen and foreland platform. During early Miocene time the rates of subsidence and sedimentation were more or less balanced, whereas in the middle Miocene subsidence was higher, which resulted in marine depositional conditions.

Key words: Miocene, Paratethys, Outer Carpathians Foredeep, lithostratigraphy, overthrusting, subsidence.

Polskie Karpaty stanowią fragment wielkiego łańcucha górskiego o długości ponad 1300 km, biegnącego od okolic Wiednia po Żelazną Bramę na Dunaju. Na zachodzie łączy się one z Alpami Wschodnimi, a na wschodzie z Bałkanami (ryc. 1A). Tradycyjnie Karpaty Zachodnie dzieli się na starsze (górnokredowe) pasmo fałdowe nazywane Karpatami wewnętrznymi i młodsze (oligoceno-środkowomioceno), znane jako Karpaty zewnętrzne lub fliszowe (ryc. 1B).

Karpaty zewnętrzne są zbudowane z górnajurajsko-dolnomiocenicznych, głównie fliszowych utworów, całkowicie odkorzenionych od swego podłoża. Wzdłuż czoła Karpat fliszowych występuje wąska strefa miocenu sfałdowanego, tworząca rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina (ryc. 1B, 3).

Zapadlisko przedkarpackie jest wypełnione wczesno-środkowomiocennymi molasami, powstałymi przed czołem nasuwających się Karpat fliszowych. Ich miąższość na przedpolu Karpat dochodzi do 3500 m (ryc. 1B), a pod nasunięciem karpacim nie przekracza 1000 m.

Podłoże zapadliska oraz brzeżnej części Karpat (ryc. 2, 3) stanowi platforma epiwaryscyjska i jej pokrywa permsko-mezozoiczna, rozpoznana licznymi wierceniami oraz badaniami geofizycznymi. Skonsolidowane podłoże tworzą proterozoiczno-wczesnopaleozoiczne skały krystaliczne i fylity. W zapadlisku podłoże platformowe jest usytuowane na głębokości od kilkuset metrów do 3500 m, a w rozpoznanej wierceniami części Karpat obniża się do 4500 m w części zachodniej (otwór Zawoja-1, ryc. 2) do 7000 m w części wschodniej (Kuźmina-1, ryc. 1B). Sondowaniami magnetotelurycznymi wykryto wysokooporowy poziom, związany ze stropem skonsolidowanego podłoża (Ryłko & Tomasz, 1995; Żytko, 1997). W brzeżnej części Karpat jego strop znajduje się na głębokości od 3 do 5 km. W kierunku południowym obniża się on aż do 15–20 km, po czym w najbardziej południowej części, ponownie podnosi się do głębokości 8–10 km. Oś obniżenia w przybliżeniu pokrywa się z osią regionalnego minimum gravimetrycznego.

Osady

Osady miocenne znane są zarówno z Karpat fliszowych jak i z zapadliska przedkarpackiego. W Karpatach fliszowych występują one w obrębie sfałdowanych utwo-

rów fliszowych oraz jako pofałdowa pokrywa transgresyjna (baden-sarmat).

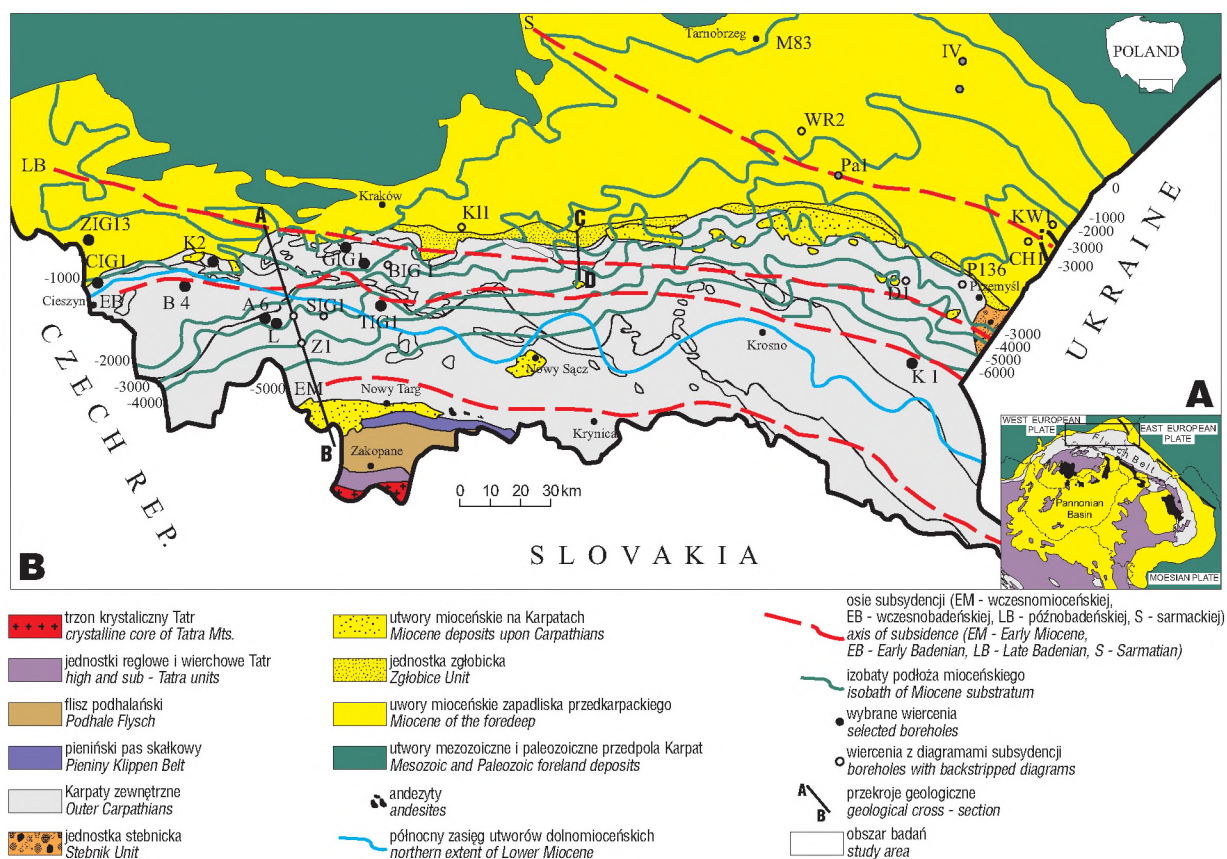
W zapadlisku przedkarpacim można wyróżnić część zewnętrzną, leżącą na północ od Karpat oraz część wewnętrzną ukrytą pod nasuniętymi Karpatami. Zapadlisko zewnętrzne jest wypełnione środkowomiocennymi osadami morskimi o grubości od kilkuset metrów w północnej, brzeżnej części, do ok. 3500 m w części południowo-wschodniej (Ney, 1968; Ney i in., 1974). Pod nasunięciem Karpat fliszowych znajduje się zapadlisko wewnętrzne, którego szerokość jest nie mniejsza niż 50 km (Oszczypko & Tomasz, 1985; Oszczypko & Ślęzak, 1995, 1989; Oszczypko, 1997, 1998; Kovač i in., 1998). Jest ono wypełnione wczesno- i środkowomiocennymi osadami autochtonicznymi (ryc. 4), których miąższość nie przekracza 1000 m. Osady dolnomiocenne są głównie pochodzenia lądowego, podczas gdy środkowomiocenne mają genezę morską. Z osadów odkorzenionych uformowały się jednostki allochtoniczne (zgłobicka i stebnicka), osiągające większą miąższość tylko w brzeżnej, SE części Karpat (ryc. 3).

Najstarsze, faunistycznie udokumentowane osady miocenne w zapadlisku, należą do burdygału. Stwierdzono je w bruździe detmarowickiej k. Karviny (NE Morawy), gdzie występują zarówno piaski litoralne jak i nerytyczne mułowce. W mułowcach stwierdzono bogaty wczesnoburdygalski nanoplankton wapienny należący do zon NN2–NN3 (Jurkova i in., 1983), co w podziałach Paratetydy środkowej odpowiada eggenburgowi i ottangowi. W kierunku SE utwory te przechodzą na teren Polski i są znane jako formacja zebrzydowicka (Buła & Jura, 1983). Na podstawie małych otwornic i nannoplanktonu wapiennego formacja zebrzydowicka została zaliczona do eggenburgu-karpatu (Garecka i in., 1996; Garecka & Olszewska, 1997).

Wczesnoburdygalskie utwory z okolic Karviny oraz formacja zebrzydowicka są równowiekowe z najmłodszymi osadami polskich Karpat fliszowych (por. Kotlarczyk, 1985; Koszarski i in., 1995; Ślęzak i in., 1995).

Początek sedymentacji molasowej w zapadlisku przedkarpacim wiąże się zazwyczaj z zakończeniem sedymentacji fliszowej oraz fałdowaniem Karpat zewnętrznych. Utwory odpowiadające temu kryterium są znane z głębokich wierzeń Sucha IG-1, Zawoja-1 (Z-1) oraz Lachowice (L-1, 2, 3a), gdzie nawiercono je pod nasunięciem karpacim (ryc. 1B, 2). Według Moryca (1989) do najstarszych osadów miocennych zapadliska należy formacja z Zawoi, stwierdzona w wierceniu Zawoja-1 na głębokości 4666,0

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków



Ryc. 1. A — Usytuowanie polskiej części zapadliska przedkarpackiego w obszarze karpacko-panońskim. **B** — Szkic tektoniczny polskiej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego (według Oszczytki, 1997, uzupełniony)

Fig. 1. A — Location of the Polish Carpathian Foredeep in the Carpathian–Pannonian region. **B** — Sketch-map of the Polish Carpathians and their foredeep (after Oszczytko, 1997 supplemented)

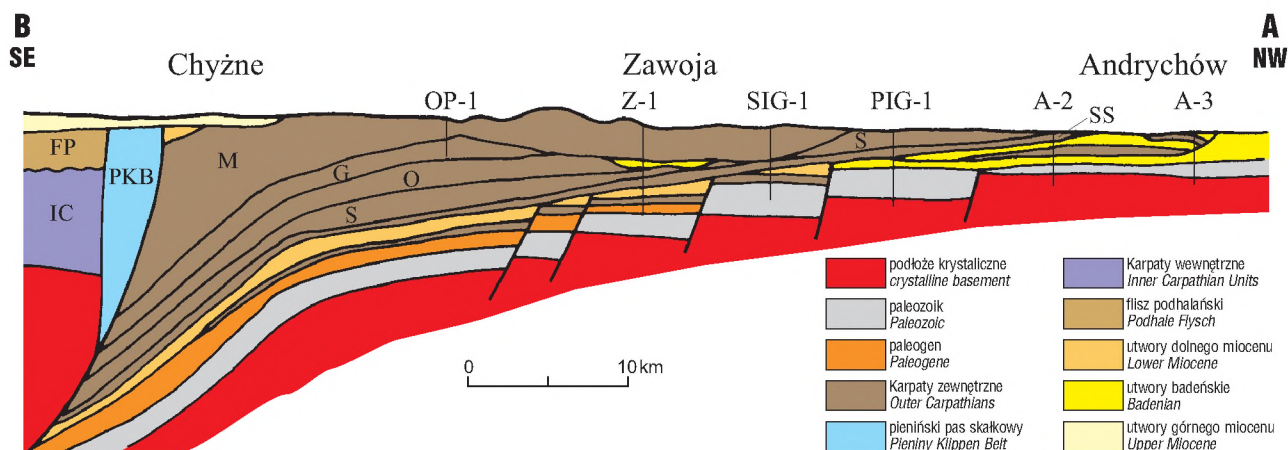
–4825,5 m. Oszczytko i in. (2000) natomiast zaliczyli tę formację do oligocenu, uznając ją za odpowiednik paleogeneńskich osadów, znanych na SE Moraw (Picha, 1979; 1996).

Ponad formacją z Zawoi leży formacja z Suchej (Ślaczka, 1977; Moryc, 1989) o miąższości od 260 do 370 m, znana z wierzeń Sucha IG–1, Zawoja–1, Lachowice–1, 2 i 3a. W wierzeniu Sucha IG–1 formacja ta jest utworzona z kilku pakietów fliszowych (olistostromy), tkwiących w osadach gruboklastycznych. Olistostromy te wykazują związek zarówno z jednostką śląską, jak i podśląską (Ślaczka, 1977). W otworze Zawoja–1 występuje natomiast jednolity kompleks utworów dolnokredowych apt-alb (Gedl, 1997). Mimo różnic litologicznych powstanie formacji suskiej należy wiązać z wielką olistostromą (olistoplaką), która w ottnangu–karpacie? oderwała się od czoła ówczesnych Karpat.

W obszarze Sucha–Zawoja olistostroma fliszowa jest przykryta utworami gruboklastycznymi formacji ze Stryszawy o grubości 360–566 m (Ślaczka, 1977; Moryc, 1989). Dolną jej część tworzą grubo- i średnioziarniste, polimiktyczne zlepionce o spoiwie węglanowym, rzadziej anhydrytowo-gipsowym. Miąższość zlepionców wynosi od 140 m (Sucha IG–1) do 229 m w otworze Lachowice 2 oraz 650 m w otworze Ślemień–1 (Baran i in., 1997). Materiał zlepionców pochodzi zarówno z podłoża krystalicznego, paleozoicznej pokrywy masywu górnośląskiego, jak i brzeżnej części Karpat fliszowych (Moryc, 1989; Oszczytko, 1997). W otworze Ślemień–1 materiał zlepion-

ców był zdominowany przez klasty węglanowe pochodzące ze skał paleozoicznych podłoża. Zlepionce ze Stachorówki noszą cechy osadów aluwialnych. Wyższa część formacji to szare, oliwkowe, brązowe i wiśniowe iłowce i mułowce z przeławieniami gruboziarnistych piaszczowców i drobnych zlepionców o spoiwie węglanowym i gipsowo-anhydrytowym. Ta część formacji zawiera stosunkowo liczną, redeponowaną, planktoniczną i aglutynującą mikrofaunę fliszową (wczesna kreda–oligocen), wykazującą związek z jednostką podśląską (por. Oszczytko, 1997). W otworze Sucha IG–1 najmłodsza mikrofauna z tej części profilu została zaliczona do ottnangu/karpatu (Strzępka, 1981; Garecka i in., 1996). Z tych samych utworów z głębokość 4271–4278 m została opisana redeponowana mikrofauna eggenburgu–ottnangu (N5–N6, por. Oszczytko, 1997), pochodząca z najmłodszych osadów Karpat fliszowych lub formacji zebrzydowickiej. Wyższą część formacji ze Stryszawy prawdopodobnie można uznać za osady stożków aluwialnych okresowo zalewanych płytkimi ingresjami morskimi. Tłumaczyłoby to obecność nanoplanktonu wapiennego (NN4, tj. karpatu) w tej formacji (Garecka i in., 1996). Formacja stryszawska może być autochtonicznym odpowiednikiem warstw stebnickich. W otworach Sucha IG–1 i Lachowice–1 ponad formacją stryszawską nawiercono zlepionce dębowieckie (Ślaczka, 1977; Moryc, 1989).

W okolicach Bielska rozwój spągowych osadów mioceńskich jest odmienny. Prawdopodobnie najstarszymi osadami są tutaj jasnoszare piaski o grubości ok. 100 m, z



Ryc. 2. Przekrój geologiczny (A–B) Andrychów–Chyżne (usytuowanie na ryc. 1B) według Oszczypki (1997, uzupełniony)

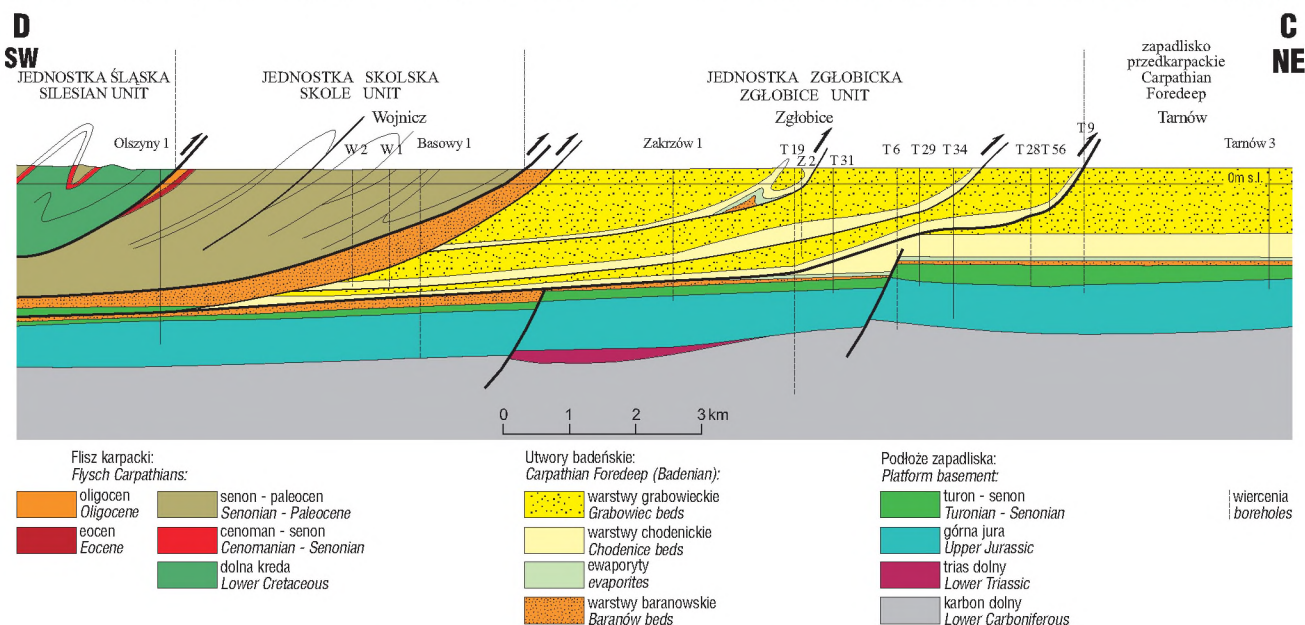
Fig. 2. Geological cross-section (A–B) (Andrychów–Chyżne, for locations see Fig. 1B) through the Polish Outer Carpathians (after Oszczypko, 1997, supplemented)

wkładką ciemnych iłowców o miąższości 19,5 m. Utwory te zaliczono do formacji hałnowskiej (?ottnang, por. Kuciński & Nowak, 1975; Kuciński i in., 1975). Wyżej w profilu została opisana formacja z Bielska o grubości 77 m. Należą do niej zielonkawoszare mułowce z przeławieniami zlepieńców i blokami piaskowców karbońskich (Kuciński & Nowak, 1975). Na podstawie badań mikrofaunistycznych formację tę zaliczono do karpatu (Kuciński i in., 1975). Utwory podobne do formacji bielskiej występowały również w wiercieniu Tokarnia IG–1. W wiercieniu Bielsko–4 formacja bielska była przykryta przez 97 m kompleks zlepieńców dębowieckich. W analogicznej pozycji zlepieńce dębowieckie nawiercono w otworze Tokarnia IG–1.

W rejonie Cieszyna pomiędzy zlepieńcami dębowieckimi i formacją zebrzydowicką stwierdzono olistostromę fliszową, pochodzącą z jednostki podśląskiej (ogniwo z Zamarskich — por. Buła & Jura, 1983). Według nowszych badań zlepieńce dębowieckie w rejonie Cieszyna są dwudzielne (Jaworska, 1998). Niższa ich część o miąższości do 110 m jest gruboklastyczna i słabowsortowana oraz

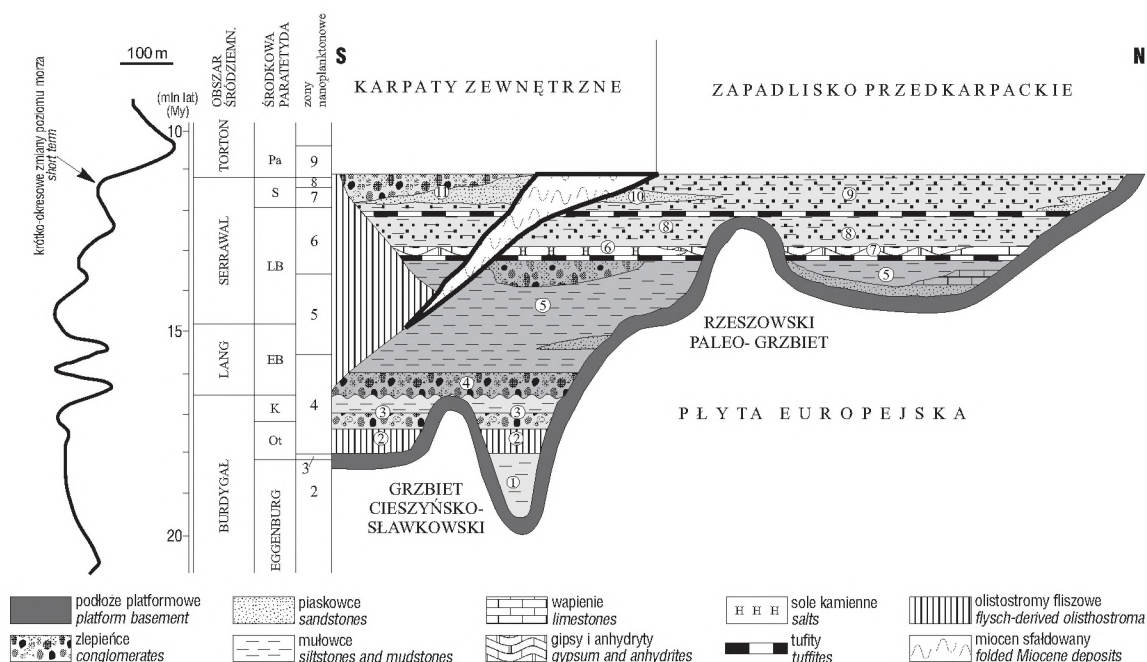
odznacza się mozaikowymi barwami i sporym udziałem materiału karpackiego, w czym przypomina formację stryszawską (Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000). Jeżeli to porównanie jest trafne, to ogniwo (olistostroma) z Zamarskich korelowałoby się z formacją (olistostromą) z Suchej oraz „starostyryjskimi nasunięciami” w Północnych Morawach (Jurkova, 1971; Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000). Przez analogię do północnych Moraw (Palensky i in., 1995) dolnomiocenijskie osady obszaru Sucha–Bielsko–Cieszyn można będzie w całości odnieść do karpatu. Brak tych utworów na grzbiecie cieszyńsko-slawkowskim można wytłumaczyć późniejszą erozją (Jurkova i in., 1983; Eliaś & Palesky, 1997; Oszczypko & Lucińska-Anczkiewicz, 2000).

Początek nowego cyklu sedimentacyjnego wyznaczają transgresyjne zlepieńce i piaskowce dębowieckie. Są to szare utwory z dominującym udziałem klastów górnokarbońskich. W rejonie Cieszyna osiągają one miąższość od 40 do 90 m. Dotychczas przypisywano im wiek wczesnobadeniowski, lecz nowsze badania zaliczają je



Ryc. 3. Przekrój geologiczny (C–D) Olszyny–Tarnów (usytuowanie na ryc. 1B) według Oszczypki (1999)

Fig. 3. Geological cross-section through the marginal part of the Polish Outer Carpathians (Olszyny–Tarnów, for locations see Fig. 1B)



Ryc. 4. Schemat litostratygraficzny osadów miocenicznych zapadliska przedkarpackiego (według Oszczypki, 1999 — uzupełniony); jednostki litostratygraficzne: 1 — formacja zebrzydowska, 2 — formacja suska oraz ogniwo z Zamarskich, 3 — formacja stryszawska, 4 — zlepińce dębowieckie, 5 — formacja skawińska i warstwy baranowskie, 6 — formacja wielicka, 7 — formacja z Krzyżanowic, 8 — warstwy chodenickie, 9 — warstwy grabowieckie i krakowieckie, 10 — piaski bogucickie, 11 — warstwy z Nockowej i formacja z Beli; Ot — Ottang, K — Karpat, EB — wczesny baden, LB — późny baden, S — sarmat, Pa — panon

Fig. 4. Lithostratigraphic model of Miocene deposits of the Polish Carpathian Foredeep (after Oszczypko, 1999, supplemented); lithostratigraphic units: 1 — Zebrzydowice Fm., 2 — Sucha Fm. and Zamarski Mbr., 3 — Stryszawa Fm., 4 — Dębowiec Cgls., 5 — Skawina Fm. and Baranów Bds., 6 — Wieliczka Fm., 7 — Krzyżanowice, 8 — Chodenice Bds., 9 — Grabowiec and Krakowiec Bds., 10 — Bogucice Ss., 11 — Nockowa Bds. and Bela Fm.; Ot — Ottangian; K — Karpatian; EB — early Badenian; LB — late Badenian; S — Sarmatian; Pa — Pannonian

do późnego karpatu/wczesnego badenu (Garecka i in., 1996).

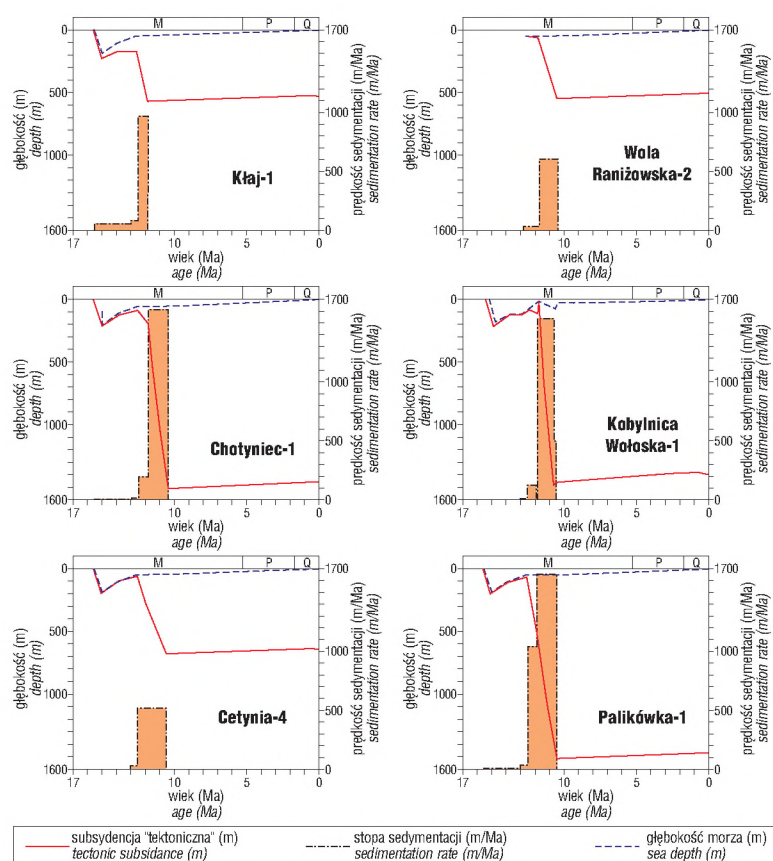
Ponad zlepięcami dębowieckimi (część W), a w pozostałej części zapadliska przedkarpackiego wprost na podłożu platformowym leżą warstwy skawińskie (ryc. 4). W pobliżu Gdowa stropowa część warstw zawiera grubo pakiet piasków i zlepińców z materiałem fliszowym (Doktor, 1983). Miąższość warstw skawińskich waha się od 1000 m w części południowo-zachodniej do 30–40 m i mniej w pozostałej części zapadliska. W północnowschodniej części zapadliska przedkarpackiego odpowiednikiem warstw skawińskich są warstwy baranowskie. Warstwy skawińskie (baranowskie) na podstawie otwornic są zaliczane do dolnego badenu, według badań nanoplanktonu natomiast należą one do wczesnego-późnego badenu (do zony NN5, a ich stropowa (podsolna) część do zony NN6, por. Garecka i in., 1996; Andreyeva-Grigorovich i in., 1999; Peryt, 1999). W Kopalni Soli w Wieliczce w najwyższej części warstw skawińskich występuje poziom tufitowy WT-1, którego radiometryczny wiek został określony przez M. Banasia i K. Bukowskiego (por. Oszczypko, 1997) na $12,5 \pm 0,9$ ma.

Wyżej w profilu występują ewaporaty, będące głównym poziomem korelacyjnym zapadliska (ryc. 4). Są one rozwinięte w dwóch facjach: chlorkowej (sole kamienne, anhydryty, gipsy i iłowce — formacja wielicka) i siarczanowej (gipsy, anhydryty, iłowce — formacja z Krzyżanowic; Garlicki, 1968). Facja siarczanowa zdecydowanie przeważa w całym zapadlisku przedkarpackim, a jej miąższość wynosi od 10–30 m, zazwyczaj nie przekra-

czając kilkunastu metrów. Zarówno autochtoniczne, jak i allochtoniczne utwory facji chlorkowej występują w wąskiej strefie przykarpackiej, a na wschód od Tarnowa również pod nasunięciem karpackim. Ich miąższość niekiedy tylko przekracza 40–50 m, a wyjątkowo osiąga 110 m (Garlicki, 1968). Według badań nanoplanktonu wiek osadów chemicznych można określić na NN6 (Peryt, 1997; Peryt i in., 1998), to jest najwyższy górny baden, a nie „środkowy baden” jak dotychczas przyjmowano.

Między Krakowem i Dębicą ponad osadami chemicznymi lub wprost na podłożu platformowym, leżą warstwy chodenickie, rozwinięte jako iłowce z podrzędnymi przeławieniami piaszczystymi i marglistymi (por. Łuczowska, 1995). W stropowej części warstw występują liczne wkładki tufitowe, których radiometryczny wiek oscyluje wokół daty 12 ma BP (Van Couvering i in., 1981). W cegielni Sulków bezpośrednio nad tufitami stwierdzono nanoplankton należący do poziomu NN6/7 (Andreyeva-Grigorovich i in., 1999), co może wskazywać na pogranicze badenu i sarmatu. Między Tarnowem a Dębicą dolna część warstw jest silnie zapiaszczona, a ich miąższość dochodzi do 600 m (Krzywiec, 1997). W kierunku północnym ulega ona drastycznej redukcji, do kilkadziesiąt metrów. Równocześnie warstwy chodenickie są facjalnie zastępowane przez iłowce margliste (warstwy spiralisowo-pektenowe).

Między Krakowem a Tarnowem ponad warstwami chodenickimi są wydzielane ilasto-piaszczyste warstwy grabowieckie, kilkuset metrowej miąższości. Ich spągową część stanowią piaski bogucickie (Porębski & Oszczypko,



Ryc. 5. Diagramy subsydencji „tektonicznej” w wybranych wierceniach środkowej i wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Oszczypko, 1999)

Fig. 5. Backstripped burial diagrams of selected boreholes from middle and eastern parts of PCF (Oszczypko, 1999)

1999). W północno-wschodniej i wschodniej części zapadliska najmłodszy osadami są ilasto-piaszczyste warstwy krakowieckie. Ich miąższość wynosi od kilkuset metrów w rejonie Tarnowa do ponad 2500 m w okolicy Przemyśla. Utwory te tradycyjnie były zaliczane do dolnego sarmatu. Nowsze badania Paruch-Kulczyckiej (1999) dowodzą, że ich wyższa część należy już do górnego sarmatu (chersonu, por. Gaździcka, 1994; Król & Jeleńska, 1999).

Miocen sfałdowany tworzą dwie jednostki: stebnicka i zgłobicka. Jednostka stebnicka (o miąższości do 2200 m) jest utworzona z utworów dolnego i środkowego miocenu (Ney, 1968) i została rozpoznana przed czołem jednostki skolskiej oraz pod jej nasunięciem. Do miocenu dolnego należą warstwy stebnickie i częściowo balickie. Na podstawie nanoplanktonu wapiennego (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997) wyższa część warstw stebnickich oraz warstwy balickie są zaliczane do zony NN4 (karpat). Lokalnie w warstwach balickich są spotykane wczesnobadeńskie otwornice *Praeorbulina glomerata* i *Orbulina universa* (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997; Garecka & Olszewska, 1997). Ponad warstwami balickimi występują warstwy przemyskie, będące odpowiednikami warstw skawińskich (Ney, 1968). Najmłodsze osady jednostki stebnickiej (Ney, 1968) to ewaporaty oraz zlepienie radycykie (sarmat) utworzone z materiału karpackiego.

Jednostka zgłobicka (Kotlarczyk, 1985) występuje przed czołem Karpat, zazwyczaj w wąskim kilkusetmetrowym pasie (ryc. 1B). Między Pilznem a Wieliczką jej szerokość wzrasta do kilku km (ryc. 3). Jednostkę tworzą utwory badeńsko-sarmackie, analogiczne do równowieko-

wych osadów autochtonicznych. Ostatnio przed czołem jednostki zgłobickiej w kolicach Tarnowa została rozpoznana na przekrojach sejsmicznych strefa „ślepych”, naduskokowych fałdów, niezgodnie przykryta przez najmłodsze osady warstw grabowieckich (Krzywiec, 1997). Na zachód od Raby, przy bardzo płaskiej powierzchni nasunięcia jednostka zgłobicka jest słabo rozwinięta, przed jej czołem natomiast pojawia się paraautochton „zatoeki gdowskiej”, którego północną granicę wyznacza zakorzeniony w utworach podłoża platformowego uskok inwersyjny (Porębski & Oszczypko, 1999).

Paraautochtoniczne osady morskiego badenu i sarmatu są znane z licznych płatów erozyjnych występujących na jednostce skolskiej oraz w części zachodniej na jednostkach śląsko-podślaskich. W rejonie Cieszyna, Bielska i Wadowic, leżące na jednostce podślaskiej, odpowiedniki facjalne warstw skawińskich i grabowieckich, zostały włączone w liczne łuski i nasunięcia tej jednostki (por. Oszczypko & Tomasz, 1985). Zdecydowanie inną interpretację podają Wójcik & Jugowiec (1998), zaliczając występujące w rejonie Andrychowa utwory do sfałdowanego miocenu, zawierającego olistostromy jednostki podślaskiej. Na podstawie stwierdzonego przez nich nanoplanktonu wapiennego (NN9a/8) najmłodsze osady z okolic Andrychowa zaliczone zostały do panonu. W przyjętym w tej pracy podziale (ryc. 4) zona NN9a/8 odpowiada sarmatowi. W „zatoce rzeszowskiej” osady badeńsko-sarmackie o miąższości do 1000 m transgresywnie przykrywają jednostkę skolską (Ney, 1968; Kotlarczyk, 1985). Najdalej na południu osady miocenu morskiego są znane z Kotliny Sądeckiej, gdzie słabo zdeformowane utwory górnobadeńsko-sarmackie? transgresywnie przykrywają różne podjednostki tektoniczne płaszczowiny magurskiej (Oszczypko i in., 1992). Ponadto z Kotliny Nowotarsko-Orawskiej są znane słodkowodne osady mio-pliocenu.

Dynamika zapadliska

Dotychczas stwierdzona wierceniami wielkość nasunięcia Karpat fliszowych na miocen zapadliska przedkarpackiego jest nie mniejsza od 30–40 km (Wdowiak, 1976; Oszczypko & Tomasz, 1985). Biorąc pod uwagę wyniki badań geofizycznych oraz rekonstrukcję palinspastyczne (Kotlarczyk, 1985; Oszczypko & Tomasz, 1985; Oszczypko & Ślęcka, 1985, 1989) można przypuszczać, że pod Karpatami miocen występuje co najmniej po pieniński pas skałkowy, co powiększa amplitudę nasunięcia do 60–100 km. Na podstawie dotychczasowych badań można wnioskować o wieloetapowym rozwoju nasunięć karpackich (Kotlarczyk, 1985; Oszczypko & Tomasz, 1985; Moryc, 1989; Kovač i in., 1998).

Analiza subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego wykazuje jej związek z obciążeniem płaszczowinami karpackimi (Oszczypko, 1998, 1999). W okresie wczesnego–środkowego miocenu konwergencja

karpackiej pryzmy akrecyjnej spowodowała stopniowy wzrost subsydencji w zapadlisku, migrację osi basenu na północ i przekraczającą depozycję coraz młodszych osadów na platformie. W okresie od karpatu do sarmat (ok. 7 mln. lat) oś subsydencji, w polskiej części zapadliska, przemieściła się o 85 km na N i NE, co pozwala oszacować stopę konwergencji na 12 mm/a, której odpowiada podobna wartość stopy migracji depocentrów. Wartości te są nieco niższe od stopy migracji wyklinowań (13,8 mm/a), co w późnym badaniu i sarmacie spowodowało poszerzenie wschodniej części zapadliska. W tym czasie subsydencją została objęta nie tylko platforma, lecz także brzeżna część Karpat (Oszczypko & Ślaczka, 1985, 1989), podczas gdy strefa maksymalnej subsydencji była usytuowana zazwyczaj przed czołem nasuwających się Karpat.

Wczesnomioceniczne i wczesnobadeńskie depocetra (ryc. 1B) były usytuowane w zachodniej części zapadliska wewnętrznego i przedłużały się do basenu samborsko-rożniatowskiego (stebnickiego) (Oszczypko, 1997, 1998). W ottnangu-karpacie? stopa subsydencji całkowitej (1000–1400 m/ma) była w pełni kompensowana przez stopę sedymentacji, co znalazło wyraz w lądowej i płytkomorskiej sedymentacji (Oszczypko, 1997, 1999). W kierunku wschodnim (basen samborsko-rożniatowski) stopa subsydencji dochodziła do wartości 2000 m/ma (Oszczypko, 1998, 1999).

W wyniku wczesnobadeńskiej transgresji brzeg basenu przesunął się od 30 do 100 km na północ. W jego w osiowej części stopa sedymentacji wynosiła od 250–500 m/ma w części morawskiej (Meulenkamp i in., 1996) do 200 m/ma w polskiej części basenu. Równocześnie w północnej (szelfowej) części basenu stopa sedymentacji nie przekraczała 50 m/ma (ryc. 5).

Od wczesnobadeńskiej transgresji po schyłek wczesnego sarmatu w zapadlisku przedkarpackim stopa subsydencji była wyższa od stopy sedymentacji, co uwarunkowało morską sedymentację. We wczesnym badaniu osiowa część basenu osiągała głębokość górnego batiału, podczas gdy w północnej i południowej szelfowej części basenu głębokości mieściły się w obrębie nerytyku–litorału. Od serrału (15 ma) zaznaczyło się stopniowe ogólne spłylenie zbiornika morskiego, które zapoczątkowało późnobadeński kryzys salinarny w zapadlisku (13,0–12,5 ma?). Na diagramach subsydencji (ryc. 5) zaznacza się to tendencją wznoszącą. Równocześnie stopa sedymentacji waha się od kilkunastu metrów/ma w polu facji siarczanowej do 50 m/ma w polu facji chlorkowej. Gdybyśmy jednak przyjęli za Garlickim (1968) okres akumulacji chemicznej na 25–35 Ka, to stopa sedymentacji byłaby o rząd wyższa (Oszczypko, 1998, 1999).

Po sedymentacji chemicznej lokalnie zaznaczyła się erozja (Peryt & Peryt, 1994; Andreyeva-Grigorovich i in., 1997). W obszarze tzw. rzeszowskiej erozji ta usunęła co najmniej 50–100 m osadów chemicznych i podchemicznych (Komorowska-Błaszczyńska, 1965). Obniżenie poziomu morza spowodowało również progradację osadów klastycznych w kierunku basenu (Krzywiec, 1997). U schyłku badania basen uległ pogłębieniu do głębokości nerytycznych (Oszczypko, 1998, 1999), a transgresja morską osiągnęła Kotlinę Sądecką (por. Oszczypko i in., 1992). W tym czasie najwyższa stopa subsydencji dochodząca do 2000 m/ma zaznaczyła się w wierceniach Przemyśl–136 i Drohobyczka–1 (ryc. 1B). W okolicach Rzeszowa subsydencja nie przekraczała 1200–1300 m/ma (Oszczypko, 1998, 1999), podczas gdy stopa sedymentacji

oscylowała się wokół wartości 1000 m/ma (ryc. 5). W obszarze tym („wyspa rzeszowska”) osady „górnobadeńskie” transgresywnie przykrywają platformowe podłoże. W okolicach Bochni i Tarnowa oraz na NE obrzeżeniu zapadliska stopa sedymentacji wynosiła 100–200 m/ma. Późnobadeńska subsydencja w sposób ciągły przeszła w sarmacką.

W sarmacie w stosunku do badenia istotnie zmieniło się położenie osi subsydencji, która przemieściła się o 40–50 km na NE (ryc. 1B). W rowie Wielkich Oczu subsydencja wynosiła od 1500 m w części NE do 2500–3000 m w części SE (Oszczypko, 1999, 1998). Towarzyszyła jej wysoka stopa sedymentacji wynosząca od 1700 do 2400 m/ma (ryc. 5). W kierunku SE, już na terytorium Ukrainy, miąższość sarmackich osadów dochodzi do 4000 m (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997), a odpowiadająca im stopa sedymentacji osiąga 4440 m/ma (Meulenkamp i in., 1996). W północnej, brzeżnej części zapadliska całkowita subsydencja nie przekraczała kilkuset metrów. Końcowy okres sedymentacji w zapadlisku przebiegał w płytkim, wysłdzającym się zbiorniku morskim.

Wnioski

W następstwie subdukcji skorupy Karpat zewnętrznych pod mikroplątę słowacko-panońską (terrany Alcapa i Tisza–Dacia) od wczesnego do późnego miocenu w Karpatach zewnętrznych trwały skierowane ku N i NE ruchy nasuwcze. W polskich Karpatach zewnętrznych średnia stopa ruchów nasuwczych wynosiła 12 mm/a.

Przy końcu ottnangu, na styku czoła aktywnej pryzmy akrecyjnej i płyty przepola, uformował się fleksuralny basen przedgórski. Początkowo osadzały się w nim gruboklastyczne osady lądowe i płytkomorskie. Od środkowego miocenu, w miarę narastania grubości orogenu zaznaczył się stopniowy wzrost subsydencji, co spowodowało pogłębienie basenu morskiego (górny batiał–szelf zewnętrzny).

Zapadlisko przedkarpackie było zasypywane osadami klastycznymi pochodzącymi w erozji Karpat fliszowych i utworów platformowych przedpola. Wyjątek stanowi okres późnobadeńskiej sedymentacji chemicznej, kiedy to „stagnacji” brzeżnej części Karpat zewnętrznych towarzyszyła początkowo bardzo wolna subsybsydencja, a następnie Pol.—ruchy wznoszące.

Literatura

- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A., KULCZYTSKY Y.O., GRUZMAN A. D., LOZYNIAK P. Y., PETRASHKEVICH M. I., PORTNYAGINA L. O., IVANIN A. V., SMIRNOV S.E., TROFIMOVICH N. A., SAVITSKAYA N. A. & SHVAREVA N. J. 1997 — Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpathica*, 48: 123–136.
ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. A., OSZCZYPKO N., ŚLACZKA A., SAVITSKAYA N. A. & TROFIMOVICH N. A. 1999 — The age of the Miocene salt deposits in the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 85–86.
BARAN U., JAWOR E. & JAWOR W. 1997 — Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 45: 66–75.
BEAUMONT F. 1981 — Foreland basins. *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.*, 65: 291–329.
BUŁA W. & JURA D. 1983 — Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Geologia*, 9: 5–27.
DOKTOR M. 1983 — Sedymentacja osadów zwirowych w miocenie na przedpola Karpat. *Stud. Geol. Pol.*, 78: 1–107.

- GARECKA M. & OLSZEWSKA B. 1997 — O stratygrafii jednostki stebnickiej w Polsce. *Prz. Geol.*, 45: 793–798.
- GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B. & WÓJCIK A. 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, 44: 495–501.
- GARLICKI A. 1968 — Autochtoniczna seria solna miocenu Podkarpacia między Skawiną i Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, 215: 5–77.
- GAŹDZICKA E. 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Geol. Quart.*, 38: 553–570.
- GEDL P. 1997 — Palynological study of an olistolith from the so-called Sucha Formation, Zawoja–I borehole (Flysch Carpathians, Poland): age and palaeoenvironment. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 203–216.
- JAWORSKA J. 1998 — Sedimentological features of the autochthonous Miocene deposits in the Bielowicko area. MSc thesis, Jagiellonian University, Institute of Geological Sc., Kraków, 1–97.
- JURKOVA A. 1971 — Die Entwicklung der badener Vortiefe im Raum der Mährischen Pforte und Gebiet von Ostrava (German Summary). *Geol. Prace*, 57: 155–160.
- JURKOVA A., MOLČIKOVA V., ČTYROKY P. & POLICKÝ J. 1983 — New Eggenburgian finds in NE Moravia (English Summary). *Geol. Prace*, 79: 153–168.
- KOMOROWSKA-BŁASZCZYŃSKA M. 1965 — The anhydrite-less island in the profiles of the Rzeszów Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. sci. geol. geogr.*, 13: 273–280.
- KOSZARSKI A., KOSZARSKI L., ŚLĘZAK J. & IWANIEC M. 1995 — Calcareous nannoplankton from the terminal deposits of the Silesian Nappe, Polish Flysch Carpathians: stratigraphic implications. [In:] Flores J. A. & Sierro F. J. (Eds.): 5th INA Conference in Salamanca Proceedings: 115–123.
- KOTLARCYK J. 1985 — An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian orogene in the Rzeszów–Przemyśl area. [In:] Kotlarczyk J. (Ed.) — Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Komańcza–Dukla. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.–Balkan Geol. Ass., Cracow, Poland 1985: 21–32.
- KOVAČ M., NAGYMAROSY A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., CSONTOS L., MARUNTEANU M., MATENCO L. & MARTON E. 1998 — Palinspastic reconstruction of the Carpathian–Pannonian region during the Miocene. [In:] Rakus M. (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians, Slovak Geol. Survey, Bratislava: 189–216.
- KRÓL E. & JELEŃSKA M. 1999 — The local magnetostratigraphic scale for the supra-evaporitic Miocene deposits in the northern part of Carpathian foredeep and its stratigraphic implications (drill-core Jamnica S–119). *Geol. Quart.*, 43: 509–518.
- KRZYWIEC P. 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin—results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, 45: 1039–1053.
- KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1997 — Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, 45: 785–792.
- KUCIŃSKI T. & NOWAK W. 1975 — Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów (Stresz. refer.). *Kwart. Geol.*, 19: 962–963.
- KUCIŃSKI T., NOWAK W. & SZOTOWA W. 1975 — Problem stratygrafii utworów mioceńskich w otworze Bielsko 4 (B4) i Kęty 2 (K2) (Streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, 19: 963–964.
- ŁUCZKOWSKA E. 1995 — Korelacja biostratygraficzna miocenu z nowych wierceń w Wieliczce. *Geologia*, 21: 255–265.
- MEULENKAMP J. E., KOVAČ M. & CICHAI. 1996 — On Late Oligocene to Pliocene depocentre migration and the evolution of the Carpathian–Pannonian system. *Tectonophysics*, 266: 301–317.
- MORYC W. 1989 — Miocen przedgórza Karpat zachodnich w strefie Kraków–Bielsko. [In:] Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych. Referaty sesji Kraków 30. III. 1989. Komisja Tektoniki Kom. Nauk Geol. PAN. Kraków: 170–195.
- NEY R. 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol.*, 45: 1–82.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Geol.*, 82: 1–65.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian Foredeep—development of foreland basin in front of accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49: 415–431.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 209–230.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1985 — Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109–128.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–76.
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpathica*, 40: 23–36.
- OSZCZYPKO N., OLSZEWSKA B., ŚLĘZAK J. & STRZEPKA J. 1992 — Miocene Marine and Brackish Deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish Western Carpathians) — New Lithostratigraphic and Biostratigraphic Standards. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 40: 83–96.
- OSZCZYPKO N. & LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A. 2000 — Early stages of the Polish Carpathian foredeep development. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 136–138.
- OSZCZYPKO N., LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A., GEDL P. & MALATA E. 2000 — Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish outer Carpathians and their paleogeographical implications. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 1143–145.
- PALEŃSKY P., ŠIKULA J. & NOVOTNA E. 1995 — Paleogeography and lithology of the autochthonous Miocene at North Moravia. [In:] Hamršmid B. (ed.). New results in Tertiary of West Carpathians II: 119–128, Hodonin.
- PARUCH-KULCZYCKA J. 1999 — Genus *Silicoplaentina* (Class Amoebeina) from the Miocene Machów Formation (Krakowiec Clays) of the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, 43: 499–504.
- PERYT D. 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sci.*, 45: 119–131.
- PERYT D. 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 158–161.
- PERYT T. M. & PERYT D. 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in Western Ukraine and northern Moldavia: microfossils, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth sci.*, 42: 127–136.
- PERYT T. M., PERYT D., SZARAN J., HAŁAS S. & JASIONOWSKI M. 1998 — O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosławia (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 379: 61–78.
- PICHA F. 1979 — Ancient submarine canyons of Thethyan continental margins, Czechoslovakia. *AAPG Bull.*, 63: 67–86.
- PICHA F. 1996 — Exploring for hydrocarbons under thrust belts — a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere. *AAPG Bull.*, 80: 1547–1564.
- PORĘBSKI S. & OSZCZYPKO N. 1999 — Litofacje i geneza piasków bogucickich (górną baden), zapadlisko przedkarpaccie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 57–82.
- PRICE R. J. 1973 — Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, Southern Canadian Rockies. [In:] De Jong K. A. & Scholten R. (Eds.): Gravity and Tectonics, Wiley, New York: 491–502.
- ROYDEN L. 1993 — Tectonic expression of slab-pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12: 303–325.
- ROYDEN L. & KARNER G. D. 1984 — Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for insufficient topographic load. *AAPG Bull.*, 68: 704–712.
- RYŁKO W. & TOMAŚ A. 1995 — Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. *Kwart. Geol.*, 39: 1–16.
- ŚLĄCZKA A. 1977 — Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG–1 (Streszcz. refer.). *Kwart. Geol.*, 21: 405–406.
- ŚLĘZAK J., KOSZARSKI A. & KOSZARSKI L. 1995 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the terminal flysch deposits from the Skole Nappe (Oligocene–Miocene, Polish Carpathians, Krosno Beds). In: Flores J. A. & Sierro F. J. (Eds.): 5th INA Conference in Salamanca Proceedings: 267–277.
- STRZEPKA J. 1981 — Dolnomioceńska mikrofauna z wiercenia Sucha IG 1, Polska. *Biul. Inst. Geol.*, 331: 117–122.
- VAN COUVERING I. A., AUBRY M. P., BERGGREN Q. A., BUJAK J. P., NAESSEN C. W. & WIESER T. 1981 — Terminal Eocene event and the Polish connections. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 36: 321–362.
- WDOWIARZ S. 1976 — O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpacciego w Polsce. *Prz. Geol.*, 24: 350–357.
- WÓJCIK A. & JUGOWIEC M. 1998 — The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region. *Prz. Geol.*, 46: 763–770.
- ŻYTKO K. 1997 — Electrical conductivity anomaly of the northern Carpathians and the deep structure of the orogen. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 25–44.